

PRZEBIEG ROCZNY TEMPERATURY POWIETRZA NA ANTARKTYDZIE

Marek Kejna

Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Zakład Klimatologii
makej@geo.uni.torun.pl

1. Wstęp

Przebieg roczny temperatury powietrza jest uwarunkowany bilansem radiacyjnym powierzchni ziemi oraz oddziaływaniem czynników aperiodycznych. Ilość energii docierającej do powierzchni ziemi zależy od kąta padania promieni słonecznych, który zmienia się w ciągu roku w wyniku nachylenia osi ziemskiej względem płaszczyzny orbity oraz ruchu obiegowego Ziemi wokół Słońca.

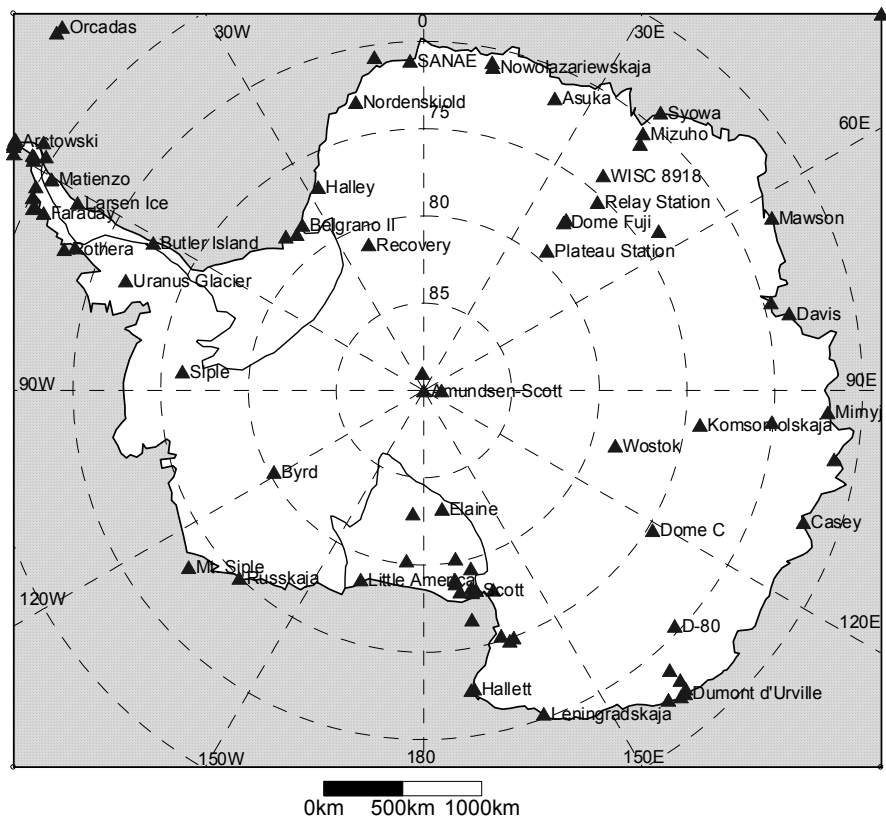
Na Antarktydzie kontrast radiacyjny i termiczny w ciągu roku potęguje zjawisko dnia i nocy polarnej. We wnętrzu kontynentu, w czasie dnia polarnego, przy niewielkim zachmurzeniu (Kuhn i in. 1973) i małej ilości aerozolu w powietrzu (Wójcik 1989), do powierzchni dociera dwa razy więcej promieniowania słonecznego niż do stacji położonych na wybrzeżu Antarktydy (King i Turner 1997). Jednak promieniowanie to w znacznej części ulega odbiciu od śnieżno-lodowcowej powierzchni Antarktydy, której albedo sięga 86% (Maršunova 1980). W czasie nocy polarnej, przy braku dopływu promieniowania słonecznego, o warunkach termicznych powietrza decyduje bilans promieniowania długofalowego (Averjanov 1983). Przy bezchmurnym niebie wypromieniowanie efektywne jest znaczne (Zajcewa i Šliachov 1980), a bilans radiacyjny jest wysoce ujemny (Schwerdtfeger 1994).

Na regularny, uwarunkowany czynnikami insolacyjno-radiacyjnymi, przebieg roczny temperatury powietrza nakłada się wpływ cyrkulacji atmosferycznej. We wnętrzu Antarktydy zalega antycyklon charakteryzujący się sypływem zimnych mas powietrza ku wybrzeżom w postaci wiatrów katabatycznych (Radok i in. 1996, Kodama i Wendler 1993). Nad Oceanem Południowym, u wybrzeży Antarktydy, rozwija się intensywna działalność cyklonalna (Schwerdtfeger 1970, 1984, Taljaard 1972, Bromwich, Stearns 1993). Przemieszczające się w kierunku południowo-wschodnim cyklony przynoszą na wybrzeże cieplejsze i bardziej wilgotne masy powietrza. Wpływ oceanicznych mas powietrza ograniczony jest jednak tylko do wąskiej strefy wybrzeża (King i Turner 1997). Bardzo rzadko cyklony z niższych szerokości geograficznych wkraczają nad kontynent, szczególnie nad Antarktydę Wschodnią (Mo 2000). Częściej cyklony przemieszczają się ponad Antarktydą Zachodnią pomiędzy lodowcami szelfowymi Rossa i Ronne/Filchnera (Carleton i Carpenter 1992).

Celem niniejszego opracowania jest analiza zmienności przestrzennej rozkładów rocznych temperatury powietrza na Antarktydzie, które kształtują się w warunkach skrajnie niekorzystnego bilansu radiacyjnego, wynikającego nie tylko z polarnego położenia tego kontynentu, ale również ze względu na wysokie albedo jego śnieżno-lodowcowej powierzchni. W analizie uwzględniono charakter przebiegu temperatury w ciągu roku, miesiące najcieplejsze i najchłodniejsze oraz wielkość rocznej amplitudy temperatury powietrza.

2. Obszar badań

W opracowaniu uwzględniono wyniki z 56 stacji prowadzących standardowe pomiary temperatury powietrza oraz dane z 38 automatycznych stacji meteorologicznych (AWS) położonych na Antarktydzie i na wyspach u wybrzeży kontynentu (tab. 1, rys. 1). Rozmieszczenie stacji pomiarowych jest nierównomierne, brakuje ich zwłaszcza we wnętrzu kontynentu oraz na Ziemi Marii Byrd i Ziemi Ellswortha w Antarktydzie Zachodniej. Jednorodność śnieżno-lodowcowego podłoża wnętrza kontynentu umożliwia jednak ekstrapolacje danych z poszczególnych stacji na znaczne obszary (King i Turner 1997).



Rys. 1. Położenie stacji na Antarktydzie wykorzystanych w opracowaniu

Fig. 1. Location of stations on Antarctic used in this study

Tabela 1 – Table 1

Antarktyczne stacje manualne i automatyczne (*) wykorzystane w opracowaniu
Antarctic manned and automatic (*) stations used in this study

Stacja	φ (°S)	λ (°)	m n.p.m.	Stacja	φ (°S)	λ (°)	m n.p.m.
Admiralty Bay	62.1	58.4W	9	Marble*	77.4	163.8E	120
Almirante Brown	64.9	62.9W	7	Marilyn*	80.0	165.0E	75
Amundsen-Scott	90.0		2800	Martha I/II*	78.4	173.4W	18
Arctowski	62.2	58.5W	2	Matienzo	65.0	60.1W	32
Artigas	62.2	58.9W	10	Mawson	67.6	62.9E	16
Asuka	71.5	24.1E	931	McMurdo	77.9	166.7E	24
Belgrano	78.0	38.8W	50	Melchior	64.3	63.0W	8
Belgrano II	77.9	34.6W	32	Minna Bluff*	78.6	166.7E	920
Bellingshausen	62.2	58.9W	16	Mirnyj	66.5	93.0E	30
Bonaparte Point*	64.8	64.1W	8	Mizuho	70.7	40.3E	2230
Butler Island*	72.2	60.3W	91	Molodioznaja	67.7	45.9E	40
Byrd	80.0	120.0W	1530	Mt. Siple*	73.2	127.0W	230
Cape Denison*	67.0	142.7E	31	Neumayer	70.7	8.4W	50
Casey	66.3	110.5E	41	Nico*	89.0	89.7E	2935
D-10*	66.7	139.8E	240	Nordenskiold*	73.0	13.2W	?
D-47*	67.4	138.7E	1560	Nowolazariewskaja	70.8	11.8E	99
D-57*	68.2	137.5E	2105	Oasis	66.3	100.7E	25
D-80*	70.0	134.7E	2500	O'Higgins	63.3	57.9W	10
Davis	68.6	78.0E	13	Orcadas	60.8	44.8W	6
Deception	63.0	60.7W	8	Palmer	64.8	64.1W	8
Dome C I/II*	74.5	123.0E	3280	Pegasus North*	78.0	166.5E	10
Dome Fuji*	77.3	39.7E	3810	Petrel	63.5	57.3W	18
Dumont d'Urville	66.7	140.0E	43	Pionierskaja	69.7	95.5E	2740
Elaine*	83.2	174.5E	60	Plateau Station	79.2	40.5E	3625
Ellsworth	77.7	41.1W	42	Port Martin*	66.8	141.4E	39
Esperanza	63.4	57.0W	13	Possession Island*	71.9	171.2E	30
Faraday	65.4	64.4W	11	Prat	62.5	59.7W	5
Ferraz	62.1	58.4W	10	Racer Rock*	64.2	61.5W	17
Ferrell*	78.0	170.8E	45	Relay Station*	74.0	43.1E	3353
Frei	62.4	58.9W	10	Recovery*	80.8	22.3W	1220
Gill*	80.0	179.0W	55	Rothera	67.5	68.1W	16
Great Wall	62.2	59.0W	10	Russkaja	74.8	136.9W	100
Hallett	72.3	170.3E	5	San Martin	68.1	67.1W	4
Halley	75.5	26.4W	39	SANAE	70.3	2.4W	52
Henry*	89.0	1.0W	2755	Sandra*	74.5	160.5E	1525
Jubany	62.2	58.6W	4	Schwerdtfeger*	79.9	169.8E	60
Komsomolskaja	74.1	97.5E	3500	Scott	77.9	166.7E	14
Larsen Ice*	67.0	60.6W	17	Signy	60.7	45.6W	6
Leningradskaja	69.5	159.4E	295	Siple	75.9	84.2W	1050
Lettau*	82.6	174.3W	55	Syowa	69.0	39.6E	21
LGB20*	73.8	55.7E	2775	Uranus Glacier*	71.4	68.9W	780
Little America	78.5	163.9W	9	Whitlock*	76.2	168.7E	275
Lynn*	74.3	160.4E	1772	Willie Field*	77.9	167.0E	20
Maitri	70.8	110.8E	120	WISC8918*	74.0	39.7W	3353
Manning*	78.8	166.8E	66	WISC8992*	82.6	137.1W	3810
Manuela*	74.9	163.6E	80	Wostok	78.5	106.9E	3488
Marambio	64.2	56.7W	198	Zhongsan	69.4	76.4E	18

Podstawą opracowania są średnie miesięczne wartości temperatury powietrza uzyskane z roczników, np. Sprawochnik po klimatu Antarktydy (t. 1 i 2), Monthly Climatic Data oraz z baz danych udostępnionych w internecie przez National Climatic Data Center, British Antarctic Survey, Australian Antarctic Division, University of Wisconsin. Część danych uzyskano bezpośrednio w instytucjach narodowych państw prowadzących badania w Antarktyce.

W opracowaniu uwzględniono dane ze stacji o co najmniej 5-letniej serii pomiarowej. Jedynie dla obszarów niedostępnych, ale bardzo istotnych dla zrozumienia zmienności przestrzennej temperatury powietrza na Antarktydzie, wykorzystano dane ze stacji o krótszych seriach pomiarowych (np. stacje: Dome Fuji, Plateau Station, Relay Station, WISC 8982). Większość stacji antarktycznych rozpoczęła działalność w drugiej połowie XX w., zwłaszcza w czasie Międzynarodowego Roku Geofizycznego (1957-1958) – Fifeild 1987. Stacje te posiadają więc kilkudziesięcioletnie serie pomiarowe. Stacje automatyczne zaczęto wprowadzać na szerszą skalę od 1980 r. (King i Turner 1997).

Jakość serii pomiarowych jest ograniczona przez różnorodność stosowanych przyrządów i metod pomiarowych w poszczególnych stacjach oraz w wyniku braków danych spowodowanych zawieszeniem pomiarów lub też awariami stacji automatycznych.

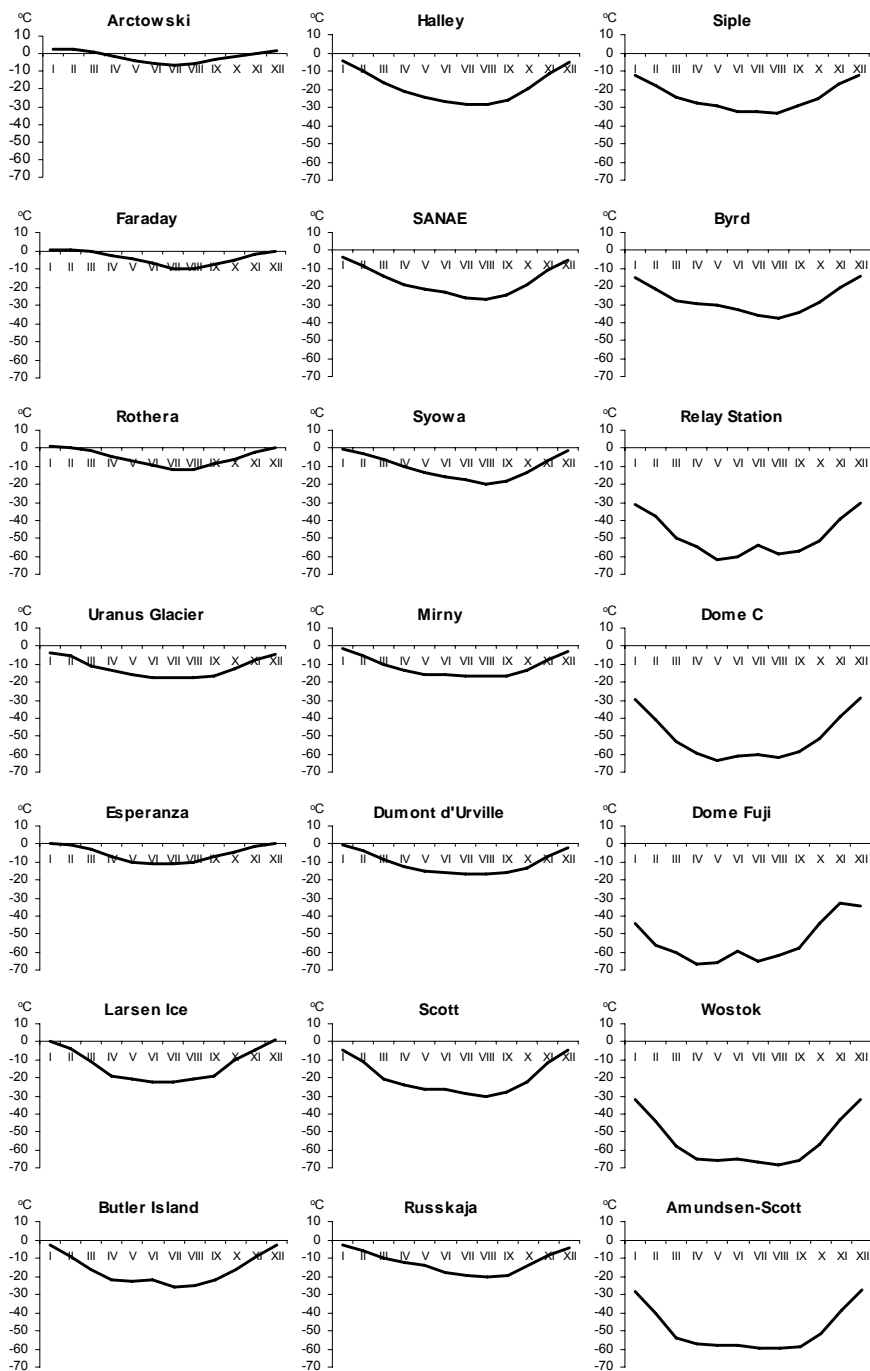
3. Przebieg roczny temperatury powietrza

Przebieg roczny temperatury powietrza na Antarktydzie różni się na poszczególnych stacjach zarówno co do wartości, jak i kształtu przebiegu. Różne są też miesiące o najwyższych i najniższych temperaturach oraz amplituda roczna temperatury powietrza (rys. 2).

Na zachodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego (stacje Arctowski, Faraday) przebiegi roczne temperatury są, w porównaniu do innych rejonów Antarktydy, spłaszczone, a temperatura powietrza latem jest dodatnia. Na wschodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego (Esperanza, Larsen Ice, Buttler Island) temperatura przez cały rok pozostaje ujemna (w świetle wartości średnich miesięcznych), zimy stają się bardziej surowe ze względu na całoroczne zlodzenie M. Weddella oraz adwekcję mroźnych mas powietrza z południowo-wschodu (Schwerdtfeger 1975).

Na pozostałym wybrzeżu Antarktydy przebiegi roczne temperatury charakteryzują się ujemnymi temperaturami w miesiącach letnich, jedynie w oazach temperatura jest wyższa od zera, np. Oasis, Vanda Station (Riordan 1973). Na większości stacji położonych na wybrzeżu począwszy od styczniowego maksimum następuje stopniowy spadek temperatury aż do sierpnia, a następnie jej znaczny wzrost w okresie wiosennym. Długotrwałe obniżanie temperatury powietrza na stacji Dumont d'Urville jest spowodowane inercją termiczną wód morskich, które zamarzają przy temperaturze -1.9°C (Periard i Pettre 1993).

Stacje wewnątrz kontynentu charakteryzują się bardzo niskimi, ujemnymi temperaturami przez cały rok. Najwyższe temperatury występują w grudniu, w okresie maksymalnego dopływu promieniowania do powierzchni ziemi. Wraz z malejącą wysokością Słońca nad horyzontem, a zwłaszcza wystąpieniem nocy polarnej, temperatura gwałtownie się obniża. W miesiącach zimowych temperatura utrzymuje się na niezmiennym poziomie (Dome C, Wostok, Amundsen-Scott), a nawet w środku zimy nieznacznie wzrasta (Relay Station, Dome Fuji). Wraz z nastaniem dnia polarnego następuje gwałtowny wzrost temperatury powietrza (Allison i in. 1993).



Rys. 2. Przebiegi roczne temperatury powietrza na wybranych stacjach antarktycznych

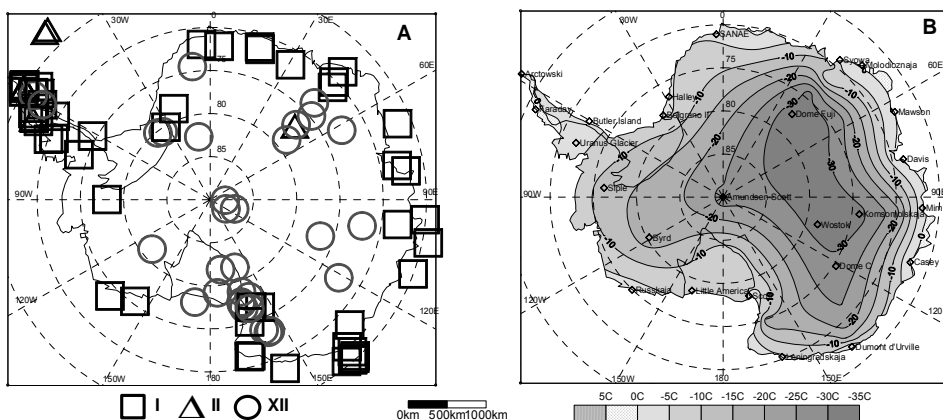
Fig 2. Annual courses of air temperature in selected Antarctic stations

4. Miesiące o najwyższych i najniższych średnich temperaturach powietrza

Najwyższe średnie miesięczne temperatury powietrza występują wewnątrz Antarktydy w grudniu, jedynie na wybrzeżu miesiącem najcieplejszym jest styczeń, a na zachodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego i na Orkadach Pd. luty (rys. 3). Najwyższe średnie miesięczne temperatury są dodatnie jedynie na Półwyspie Antarktycznym (np. Arctowski – 2.4°C, Palmer – 2.0°C, Faraday – 0.6°C, Rothera – 1,1°C) oraz na nielicznych stacjach na wybrzeżu Antarktydy (Davis – 0.9°C, Maitri – 0.5°C, Casey – 0.2°C, Mawson i Zhongshan po 0.1°C). Odmienne warunki termiczne są charakterystyczne dla oaz, gdzie temperatura jest szczególnie wysoka (np. Lake Vanda – 2.2°C, Oasis-Dobrowolski – 1.8°C).

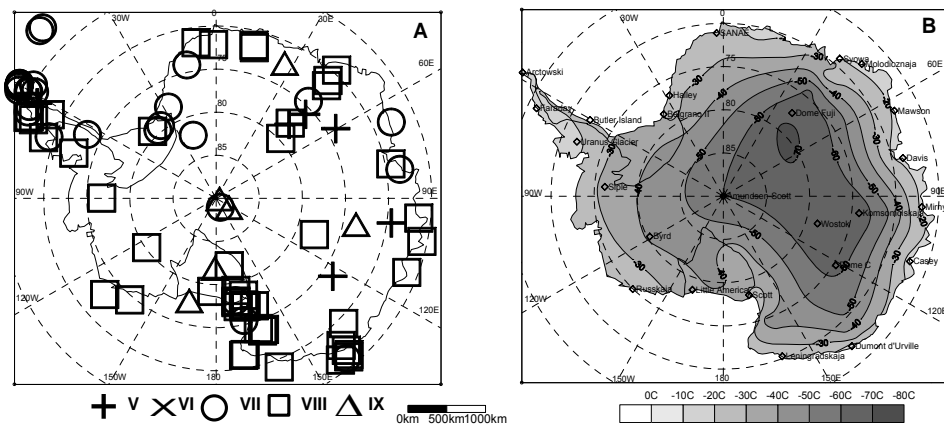
W pozostałych stacjach na wybrzeżu Antarktydy średnie temperatury miesięczne są ujemne, zdarzają się jednak lata z dodatnimi temperaturami powietrza (Konig-Langlo i in. 1998). We wnętrzu Antarktydy Wschodniej najwyższa temperatura występuje w grudniu i kształtuje się poniżej -30°C (Dome Fuji – -32.9°C, Plateau Station – -32.3°C, Wostok – -31.9°C, Komsomolskaja – -31.6°C, Relay Station – -30.8°C), na Biegunie Południowym wynosi -27.6°C.

Najniższe średnie miesięczne temperatury powietrza na Antarktydzie występują w okresie od maja aż po wrzesień (rys. 4). Na Orkadach Pd. (Orcadasy – -10.3°C) i północnym krańcu Półwyspu Antarktycznego (np. Bellingshausen – -6.5°C) najchłodniejszy jest lipiec, a bardziej na południe sierpień (np. Rothera – -11.4°C, Larsen Ice – -22.3°C). Na pozostałym wybrzeżu Antarktydy najniższe temperatury występują przeważnie w sierpniu (np. Syowa – -19.5°C, Mirnyj – -17.0°C, Scott – -30.2°C, Russkaja – -20.3°C). Ze względu na niewielkie różnice pomiędzy temperaturami miesięcy zimowych (Wendler i Kodama 1993) na kilku stacjach najniższe temperatury występują w lipcu (np. Mawson – -18.6°C, Halley – -28.6°C), bądź we wrześniu (Leningradskaja – -40.0°C, Little America – -36.7°C).



Rys. 3. Miesiąc najcieplejszy (A) oraz jego średnia temperatura (B) na Antarktydzie

Fig. 3. Warmest month (A) and its mean air temperature (B) on Antarctic



Rys. 4. Miesiąc najchłodniejszy (A) oraz jego średnia temperatura (B) na Antarktydzie

Fig. 4. Coldest month (A) and its mean air temperature (B) on Antarctic

W centralnych rejonach Antarktydy najniższe średnie miesięczne temperatury powietrza występują na początku zimy, bądź też pod jej koniec. Maj był najchłodniejszy na stacjach Dome Fuji (-66.6°C), Dome C (-63.5°C) i Relay Station (-62.1°C), a sierpień np. na stacjach Plateau Station (-714°C), Wostok (-68.1°C), Amundsen-Scott (-59.9°C), Byrd (-41.7°C).

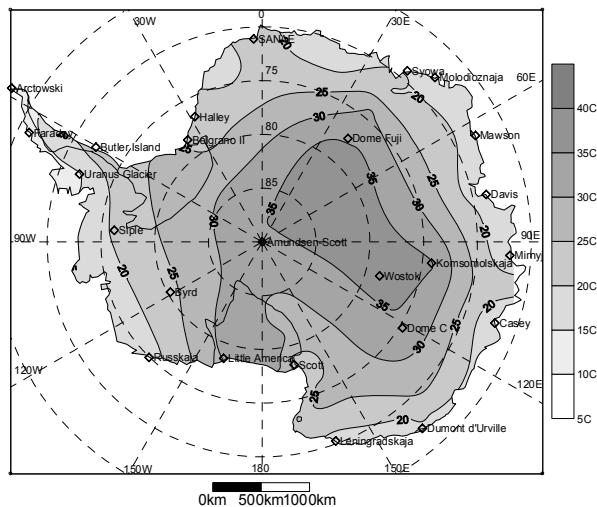
5. Amplituda roczna temperatury powietrza

Zasadniczy wpływ na wielkość amplitudy rocznej temperatury powietrza wywiera rodzaj podłoża i jego właściwości cieplne. Powierzchnie wodne, dzięki dużej pojemności cieplnej, charakteryzują się względną stabilnością temperatury w ciągu roku, stąd też na wybrzeżach występują małe amplitudy roczne temperatury powietrza. We wnętrzu kontynentów, gdzie napływ powietrza pochodzenia morskiego jest ograniczony, warunki termiczne pozostają pod wpływem czynników radiacyjnych i charakteryzują się wysokimi amplitudami rocznymi temperatury powietrza (Marsz 1995).

W głębi kontynentu, w najwyższych partiach lodowodu Antarktydy Wschodniej, amplitudy roczne nie są wysokie i sięgają 30-35°C (Wostok – 36.2°C, Dome C – 34.2°C, Amundsen-Scott – 32.4°C), a w Antarktydzie Zachodniej dochodzą do 25°C (Byrd – 23.5°C) – rysunek 5. Mniejsze w porównaniu do innych kontynentów amplitudy roczne temperatury wewnątrz Antarktydy wynikają z bardzo niskich temperatur lata, w czasie którego nie następuje nagrzewanie powietrza ze względu na właściwości śnieżno-lodowcowego podłoża.

Na wybrzeżu Antarktydy amplitudy roczne przekraczają 20°C (np. Halley – 24.0°C, SANAE – 23.3°C, Syowa – 20.2°C, McMurdo – 23.5°C, Russkaja – 22.8°C), a tylko na nielicznych stacjach są niższe od 20°C (Mirnyj – 18.7°C, Davis – 18.4°C). Tak wysokie amplitudy na wybrzeżu są związane z szerokim pasem lodów morskich otaczającym Antarktydę. Lód ten znacznie ogranicza termiczne oddziaływanie wód przybrzeżnych.

Najniższe amplitudy roczne temperatury powietrza występują na północno-zachodnich krańcach Półwyspu Antarktycznego (np. Belingshausen – 8.0°C, Arctowski – 8.7°C, O'Higgins – 8.9°C, Faraday – 10.5°C) oraz na Orkadach Pd. (Orcadass – 11.0°C, Signy – 11.5°C).

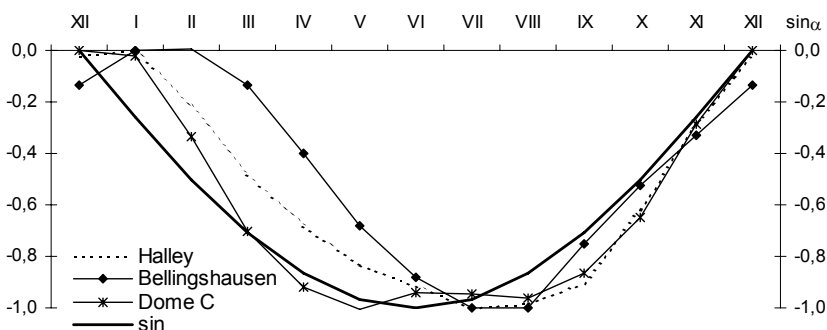


Rys. 5. Amplituda roczna temperatury powietrza na Antarktydzie

Fig. 5. Annual range of air temperature on Antarctic

6. Dyskusja wyników

Przebieg roczny temperatury powietrza uwarunkowany jedynie czynnikami insolacyjno-radiacyjnymi nawiązuje do sinusoidy. Na półkuli południowej ze względu na 6-miesięczne przesunięcie pór roku przebieg ten opisuje równanie funkcji sinus między 180 a 360°. W porównaniu do funkcji sinus przebiegi roczne temperatury powietrza na poszczególnych stacjach wykazują znaczne różnice – rysunek 6.



Rys. 6. Porównanie przebiegu rocznego temperatury powietrza na wybranych stacjach antarktycznych z przebiegiem funkcji sin (180-360°)

Fig. 6. Comparison of annual course of air temperature in selected Antarctic stations with sinus (180-360°) course

Stacje wewnątrz kontynentu (np. Dome C) charakteryzują się dużą zgodnością z przebiegiem funkcji sinus. Najwyższe temperatury na tej stacji występują w grudniu i styczniu, ze względu na całodobowy dopływ promieniowania słonecznego w czasie dnia polarnego. Na jesieni zaznacza się wyraźne ochłodzenie, po którym następuje w środku zimy niewielki wzrost temperatury powietrza. Początek wiosny charakteryzuje się stosunkowo niskimi temperaturami i dopiero po nastaniu dnia polarnego wzrost temperatury jest znaczny.

Na wybrzeżu Antarktydy (np. stacje Bellingshausen i Halley) zaznacza się wyraźny wpływ oceanu. Termiczne oddziaływanie niezamarzniętych przez większą część roku mórz wokół Szetlandów Południowych przejawia się na stacji Bellingshausen przesunięciem najwyższych temperatur na luty. Okres od stycznia do czerwca na tej stacji jest wyraźnie cieplejszy niż to wyznacza przebieg sinusoidy. Miesiącem najchłodniejszym jest sierpień, a okres wiosenny charakteryzuje się znacznie niższymi temperaturami. Stacja Halley jest położona nad zamrożonym przez cały rok M. Weddella, mimo to przebieg roczny temperatury powietrza także wykazuje cechy klimatu morskiego, z wyraźnie cieplejszą jesienią i chłodniejszą wiosną.

Przebieg roczny temperatury powietrza na Antarktydzie charakteryzuje się bardzo krótkim latem, znacznym spadkiem temperatury na jesieni, długotrwałą zimą oraz gwałtownym ociepleniem na wiosnę (Schwerdtfeger 1970). Względna stabilność temperatury w okresie letnim i zimowym jest związana ze zjawiskiem dnia i nocy polarnej.

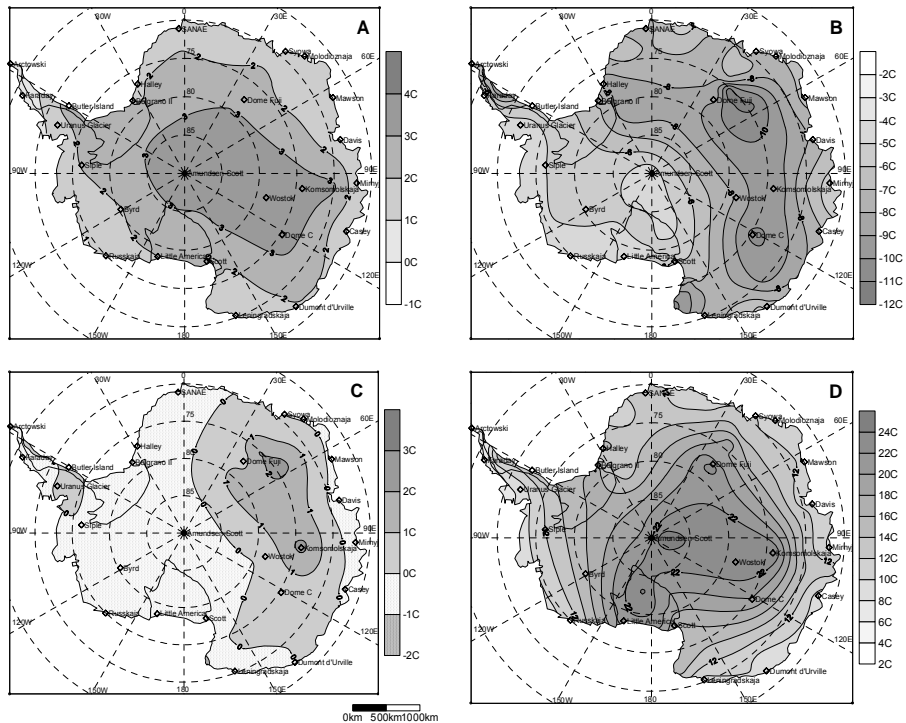
Dla okresu letniego obliczono różnicę między średnią temperaturą stycznia i średnią temperaturą miesięcy letnich (od grudnia do lutego) – rysunek 7.

We wnętrzu kontynentu styczeń jest o 3 do 4°C cieplejszy od średniej za cały sezon letni, jest to efekt znacznego dopływu promieniowania pod koniec grudnia i w styczniu, czyli w okresie najwyższej pozycji Słońca nad horyzontem. Na wybrzeżu kontynentu uprzywilejowanie termiczne stycznia jest nieznaczne.

Na jesieni następuje bardzo silne wychłodzenie kontynentu, po równonocy jesiennej noc polarna obejmuje coraz większe połacie Antarktydy. Różnice temperatury między marcem a majem sięgają 12 deg, szczególnie duże ochłodzenie występuje w najwyższych partiach lądolodu antarktycznego – na Antarktydzie Wschodniej. Jest to związane z małą miąższością atmosfery, która przy bezchmurnym niebie słabo zatrzymuje wypromieniowanie z podłoża. Na wybrzeżu jesienny spadek temperatury jest nieznaczny ze względu na inercję cieplną oceanu oraz duże zachmurzenie. Relatywnie małe ochłodzenie w rejonie Bieguna Południowego jest związane z wcześniejszym nadejściem nocy polarnej, począwszy od lutego do maja temperatura na stacji Amundsen-Scott obniżyła się aż o -17.3°C, podczas gdy między marcem a majem tylko o -4.0°C

Na Antarktydzie występują zimy bezjądrowe, charakteryzujące się zahamowaniem spadku temperatury powietrza w okresie zimowym, a nawet jej wzrostem w środku zimy. Zjawisko to zostało po raz pierwszy opisane przez Meinardusa w 1914 r. (van Loon 1972). Wielkość amplitudy drugiej harmoniki wynosi około 25% rocznej amplitudy temperatury powietrza (Allison i in. 1993). W najwyższych partiach plateau lodowcowego Antarktydy temperatura lipca jest wyższa niż średnia temperatura miesięcy od czerwca do sierpnia. Wielkość różnic dochodzi do 2-3°C np. Relay Station – 3.6°C, Komsomolskaja – 2.3°C, Plateau Station – 1.5°C, nieco mniejszy wzrost temperatury w lipcu notuje się na stacji Wostok – 0.3°C i Dome C – 0.1°C (rys. 7). Wzrost temperatury w środku zimy występuje również na stacji Uranus Glacier – 0.1°C położonej na Wyspie Aleksandra oraz na wschodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego (Matienzo – 0.5°C). Na pozostałym obszarze Antarktydy, w tym

na Biegunie Południowym, lipiec jest chłodniejszy od średniej temperatury zimy (Amundsen-Scott -0.6°C), podobnie na stacji Byrd (-0.3°C).



Rys. 7. Stabilność temperatury powietrza w okresie letnim (A) i zimowym (C) oraz zmiana temperatury w ciągu jesieni (B) i wiosny (D) na Antarktydzie

Objaśnienia. A: $T_I - \Sigma(T_{XII} + T_I + T_{II})$, B: $T_V - T_{III}$, C: $T_{VII} - \Sigma(T_{VI} + T_{VII} + T_{VIII})$, D: $T_{XI} - T_{IX}$

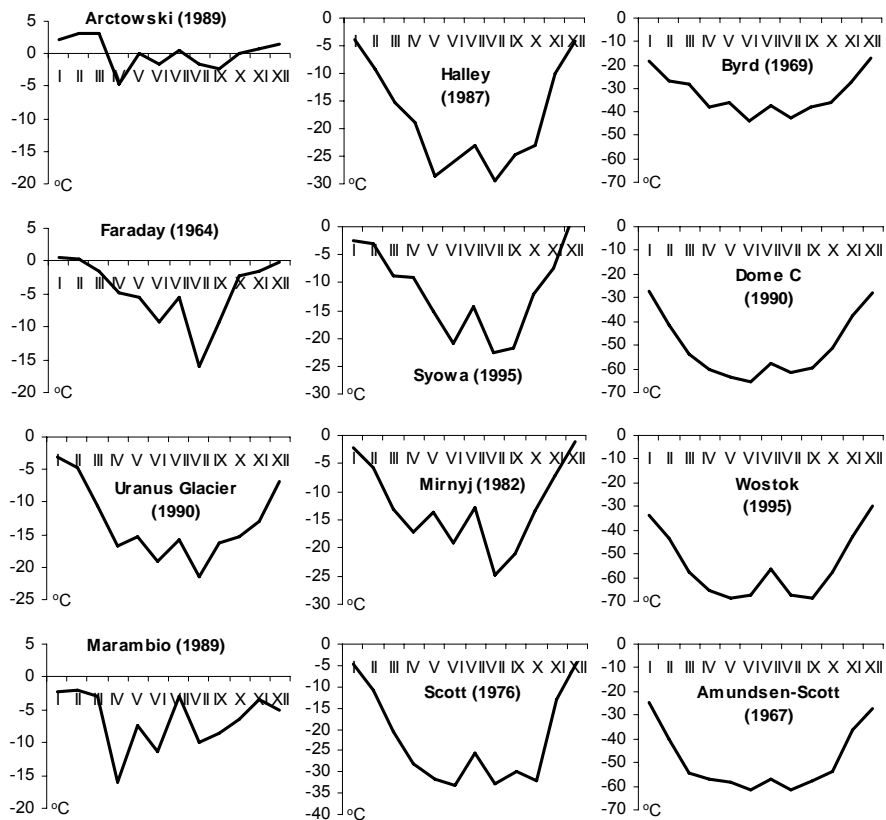
Fig. 7. Stability of air temperature in summer (A) and winter (C) periods and change of air temperature during autumn (B) and spring (D) on Antarctic.

Explanations. A: $T_I - \Sigma(T_{XII} + T_I + T_{II})$, B: $T_V - T_{III}$, C: $T_{VII} - \Sigma(T_{VI} + T_{VII} + T_{VIII})$, D: $T_{XI} - T_{IX}$

Zjawisko zim bezjądrowych występuje na wszystkich stacjach antarktycznych (rys. 8), jednak nie pojawia się każdego roku. Geneza zim bezjądrowych jest szeroko dyskutowana (Rubinstain 1962, Thompson 1969, Dołgin 1976, Wendler i Kodama 1993, Alison i in. 1993, Kameda i in. 1997, Marsz i Styszyńska 2000).

W centralnych rejonach Antarktydy wzrost temperatury w środku zimy jest spowodowany powstawaniem przyziemnych inwersji temperatury. W głębi kontynentu inwersja obejmuje warstwę powietrza do 2 km i sięga 25°C (Connolley 1996). Na wybrzeżu również występują inwersje sięgające do 10°C na stacji Dumont d'Urville, a nad zamrożonym przez cały rok M. Weddella nawet do 25°C (Konig-Langlo i in. 1998). Przy bardzo znacznym wychłodzeniu podłoża promieniowanie długofalowe ziemi ulega ograniczeniu, zahamowuje to dalszy spadek temperatury powietrza w środku zimy. Ponad warstwą inwersyjną zalega cieplejsze powietrze, dzięki wyższej temperaturze promie-

niowanie zwrotne atmosfery jest większe od wypromieniowania z podłoża, w efekcie następuje ogrzanie przy powierzchniowych mas powietrza. We wnętrzu Antarktydy wkład promieniowania zwrotnego atmosfery w ogólnym bilansie promieniowania długofalowego jest znaczny i wynosi ok. 30% w ciągu lata i 20% w ciągu zimy, np. na stacjach Plateau, Wostok, Mizuho (Schwerdtfeger 1984). Wzrost temperatury podłoża prowadzi do nasilenia wypromieniowania i ponownego spadku temperatury pod koniec zimy.



Rys. 8. Przykłady zim bezjądrowych na wybranych stacjach antarktycznych

Fig. 8. Examples of the winter with kernlose effect in selected Antarctic stations

Przebieg roczny charakteryzujący się drugorzędym wzrostem temperatury powietrza w miesiącach zimowych nawiązuje do półrocznej oscylacji ciśnienia atmosferycznego (SAO – Semiannual Oscillation), jaka jest charakterystyczna zwłaszcza dla wybrzeży Antarktydy (Van den Broeke 1998).

Inną przyczyną zim bezjądrowych może być nasilenie prędkości wiatrów katabatycznych, które powodują naruszenie inwersyjnej stratyfikacji dolnej troposfery. Wymieszanie się mas powietrza prowadzi do wzrostu temperatury powietrza przy powierzchni ziemi (Astapenko 1959, Dolganov 1959, Schwerdtfeger 1984). Również napływ cieplejszego powietrza znad oceanu w głąb kontynentu może prowadzić do znacznych wzrostów temperatury powietrza (Sinclair 1981).

Na wybrzeżu, ze względu na silne wiatry katabatyczne, inwersje temperatury są słabsze i radsze, np. na stacji Dumont d'Urville pojawiają się przez 32% dni w roku (Konig-Langlo i in. 1998), Stąd też głównym czynnikiem powodującym nagłe i znaczne wzrosty temperatury na wybrzeżu Antarktydy jest adwekcja cieplejszych morskich mas powietrza (Smith i in. 1996, Kejna 1999). Napływ tych mas w środku zimy jest związany z nasileniem cyrkulacji cyklonalnej, temperaturą powierzchni wód oceanu oraz zasięgiem lodów morskich (Budd 1975, Styszyńska 2000).

W okresie wiosennym następuje znaczny wzrost temperatury powietrza, w centralnych rejonach Antarktydy różnica temperatury między listopadem a wrześniem sięga ponad 20 deg, np. na stacji Wostok temperatura wzrasta z -66.3°C we wrześniu do -42.0°C w listopadzie i -31.8°C w grudniu. Na Biegunie Południowym wzrost ten wynosi 21.2 deg, a na stacji Byrd 15.5 deg. Wiosenny wzrost temperatury jest spowodowany intensywną insolacją w czasie dnia polarnego. Insolacji sprzyja niewielkie zachmurzenie oraz mała ilość pary wodnej w powietrzu. Do powierzchni ziemi w centralnej Antarktydzie dociera od 80 do 90% promieniowania na granicy atmosfery (Marszunowa 1980). Na wybrzeżu Antarktydy wzrost temperatury sięga 5-15 deg i jest opóźniony ze względu na topnienie rozległej pokrywy lodów morskich otaczających Antarktydę (Weatherly i in. 1991). Najmniejszy wzrost temperatury na wiosnę notuje się na północno-zachodnich krańcach Półwyspu Antarktycznego (np. Bellingshausen o 3.4 deg).

7. Podsumowanie

Na Antarktydzie przebieg roczny temperatury powietrza jest wypadkową oddziaływania czynników radiacyjnych i cyrkulacyjnych. We wnętrzu kontynentu o przebiegu temperatury w ciągu roku decydują w głównej mierze składowe bilansu radiacyjnego, natomiast na wybrzeżu wzrasta rola czynników cyrkulacyjnych, związanych z adwekcją mas powietrza znad oceanu bądź też z głębi kontynentu. Na Antarktydzie można wyróżnić trzy typy przebiegów rocznych temperatury powietrza:

- I. Oceaniczny – charakteryzujący się dodatnimi temperaturami powietrza w sezonie letnim, z najwyższymi temperaturami w lutym, łagodnymi temperaturami miesięcy zimowych (do -10°C), z najniższą temperaturą w lipcu lub sierpniu. Wiosna jest znacznie chłodniejsza od jesieni. Amplitudy roczne temperatury są małe (do $10-15^{\circ}\text{C}$), jednak przebiegi roczne charakteryzują się znaczną zmiennością z roku na rok uwarunkowaną cyrkulacją atmosferyczną. Typ ten występuje na zachodnich wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego oraz na wyspach subantarktycznych.
- II. Kontynentalny – o całorocznych bardzo niskich temperaturach powietrza, z najwyższymi temperaturami w grudniu, we wnętrzu kontynentu poniżej -30°C . Okres letni jest bardzo krótki, z nastaniem nocy polarnej następuje silne wychłodzenie kontynentu. Zima jest długa i charakteryzuje się bardzo niskimi, wyrównanymi temperaturami (poniżej -60 , a nawet -70°C). W środku zimy często występuje kilkustopniowe ocieplenie, zjawisko to jest znane jako zima bezjądrowa. W okresie wiosennym, po nastaniu dnia polarnego następuje bardzo znaczny wzrost temperatury. Przebieg roczny jest symetryczny. Amplituda roczna temperatury jest wysoka, i we wnętrzu kontynentu przekracza 30°C . Typ kontynentalny obejmuje całą Antarktydę za wyjątkiem wąskiego pasa wybrzeża.
- III. Przybrzeżny – charakteryzuje się ujemnymi temperaturami powietrza w okresie letnim, jedynie na nielicznych stacjach, a zwłaszcza w oazach występują temperatury powyżej 0°C . Najcieplejszym

miesiącem jest styczeń. W miarę zmniejszania kąta padania promieni słonecznych i długości dnia temperatura powietrza się obniża aż do sierpnia, a nawet do września. Jesiennie-zimowy spadek temperatury jest powolny, ograniczony inercją termiczną oceanu. Wzrost temperatury powietrza na wiosnę opóźnia ogromny pobór ciepła na topnienie śniegów, ablację lodowców oraz lodów morskich. Amplituda roczna temperatury jest dość wysoka i przekracza 20°C, na jej wielkość wpływa szeroki pas lodów morskich otaczających Antarktydę ograniczający wpływ morza. Typ przybrzeżny występuje na całym wybrzeżu Antarktydy, poza zachodnim wybrzeżem Półwyspu Antarktycznego. Wschodnie wybrzeża Półwyspu, ze względu na całoroczne zlodzenie Morza Weddella wykazują bardziej kontynentalne cechy przebiegu rocznego temperatury powietrza.

Literatura

- Allison I., Wendler G., Radok U., 1993, A climatology of the east Antarctic icesheet (100E to 140E) derived from auto-matic weather stations. *J. Geophys. Res. (atmospheres)*, 98: 8815-8823.
- Astapenko P.D., 1959, O prirode nekotorych izmenenij pogody nad antarktieskim plato zimoj. *Bjul. SAE*, 13: 12-16.
- Averjanov V.G., 1983, The energy-balance structure of the Antarctic ice sheet/atmosphere system as an index of Antarctic glaciation. *J. Glaciol.*, 29 (102): 240-249.
- Bromwich D. H., Stearns C.R., 1993, *Antarctic Meteorology and Climatology*. Antarctic Research Series, 61, Washington.
- Budd W.F., 1975, Antarctic sea-ice variations from satellite in relation to climate. *J. Glaciol.*, 15: 417-427.
- Carleton A.M., Carpenter D.A., 1990, Satellite climatology of "polar lows" and broad-scale climatic associations for the Southern Hemisphere. *Int. J. Climatol.*, 10: 219-246.
- Connolley W.M., 1996, The Antarctic temperature inversion. *Inter. J. Climatol.*, 16: 1333-1342.
- Dolganov L.V., 1959, Ob izmenenii temperatury i vlaznosti pri stokovom vetre. *Bjul. SAE*, 7: 18-21.
- Dolgin L., 1976, Teplojadernyje zimy v Antarktike. *Trudy AANNII*, 327.
- Fifield R., 1987, *International research in the Antarctic*. Scien. Committee on Antarctic Research, Oxford: 146 s.
- Kameda I., i in., 1997, Meteorological observations along a traverse route from coast to Dome Fuji Station, Antarctica, recorder by automatic stations in 1995. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.* 11: 35-50.
- Kejna M., 1999, Air temperature in the Admiralty Bay region (King George Island, Antarctica), in the period 1977-1996 according to meteorological data from the Arctowski Station. *Wyd. Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu*: 128 s.
- King J.C., Turner J., 1997, *Antarctic meteorology and climatology*. Cambridge University Press: 409 s.
- Kodama Y., Wendler G., 1993, Wind and temperature regime along the slope of Adelie Land, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, 91: 6735-6741.
- Koenig-Langlo G., King J.C., Petre P., 1998, Climatology of the three coastal Antarctic stations Dumont d'Urville, Neumayer, and Halley. *J. Geophys. Res.*, 103, D9: 10935-10946.
- Kuhn M.H., Riordan A.J., Wagner I.A., 1973, The climate of Plateau Station. [w:] *Climate of the Arctic*. [Ed. Weller G., Bowling S.A.], Twenty-Fourth Alaska Science Conference, Fairbanks: 255-267.
- Marsz A.A., 1995, Wskaźnik oceanizmu jako miara klimatycznego współdziałania w systemie ocean-atmosfera-kontynenty. *WSM, Gdynia*: 110 s.

- Marsz A.A., Styszyńska A. (red.), 2000, Główne cechy klimatu rejonu Polskiej Stacji Antarktycznej im. H. Arctowskiego. Wyższa Szkoła Morska, Gdynia: 264 s.
- Maršunova M.S., 1980, Uslovija formirovanija i radiacionnyj klimat Antarktidy. Gidrometeoizdat, Leningrad: 214s.
- Mo K.C., 2000, Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, 13, 10: 3599-3610.
- Périad V., Pettré P., 1993, Some aspects of the climatology of Dumont d'Urville, Adélie Land, Antarctica. *Int. J. Climatol.*, 13: 313-327.
- Radok U., Allison I., Wendler G., 1996, Atmospheric surface pressure over the interior of Antarctica. *Antarc. Sci.* 8 (2): 209-217.
- Riordan A.J., 1973, The climate of Vanda Station, Antarctica, [in:] *Climate of the Arctic*, (Ed. Weller G., Bowling S.A.), Twenty-Fourth Alaska Science Conference, Fairbanks: 268-275.
- Rubinštain E.S., 1962, Teplojadernye i bezjadernye zimy. *Izv. AN SSSR, Ser. Geogr.*, 4.
- Schwerdtfeger W., 1970, Climate of the Antarctic. [w:] *Climates of the Polar Regions* [Ed. S. Orwig], *World Survey of Climatology*, 14, Elsevier: 253-355.
- Schwerdtfeger W., 1975, The effect of the Antarctic Peninsula on the temperature regime of the Weddell Sea. *Mon. Weather Rev.*, 103: 45-51.
- Schwerdtfeger W., 1984, *Weather and Climate of the Antarctic*. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo: 261 s.
- Sinclair M.R., 1981, Record-high temperatures in the Antarctic - A synoptic case study. *Mon. Weather Rev.*, 109: 2234-2242.
- Smith R.C., Stammerjohn, Baker K.S., 1996, Surface air temperature variations in the western Antarctic Peninsula region. *Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula. Antarctic Res. Series*, 70: 105-121.
- Spravočnik po klimatu Antarktidy t. 1, 1974, red. Maršunova M.S., Pietrov L.S., AANNII, Leningrad: 214 s.
- Spravočnik po klimatu Antarktidy t. 2, 1977, red. Dolgin I.M., Pietrov L.S., AANNII, Leningrad: 492 s.
- Styszyńska A., 2000, Zagadnienie genezy zim bezjądrowych w rejonie Szetlandów Południowych, [w:] *Główne cechy klimatu rejonu Polskiej Stacji Antarktycznej im. H. Arctowskiego*, Wyższa Szkoła Morska, Gdynia: 223-244.
- Taljaard J.J., 1972, Synoptic meteorology of the southern hemisphere. [w:] *Meteorology of the southern hemisphere*, *Meteorological monographs*, 13, tł. ros., Gidrometeoizdat: 137-209.
- Thompson D.C., 1969, The coreless winter at Scott Base, Antarctica. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 95: 404-407.
- van den Broeke M.T., 1998, The semi-annual oscillation and Antarctic climate. Part 1: Influence on near surface temperatures (1957-79). *Antarctic Sci.*, 10 (2): 175-183.
- Weatherly J.W., Walsh J.E, Zwally H. J., 1991, Antarctic sea ice variations and seasonal air temperature relationships, *J. Geophys. Res.*, 96, C8: 15119-15130.
- Wendler G. Kodama Y., 1984, On the climate of Dome C, Antarctica in relation to its geographical setting. *J. Climatol.*, 4 (5): 495-508.
- Wendler G., Kodama Y., 1993, The kernlose winter in Adelie Coast. *Antarct. Res. Ser.*, 61: 139-147.
- Wójcik G., 1989, Przeźroczystość atmosfery i natężenie bezpośredniego promieniowania słonecznego w Arktyce i na Antarktydzie. *XVI Sympozjum Polarne*, Toruń: 149-151.
- van Loon H., 1972, Wind in the Southern Hemisphere. [w:] *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Newton C.W. [Ed.], *Meteor. Monogr.*, 35, Amer. Meteor. Soc.: 87-99.

ANNUAL COURSE OF AIR TEMPERATURE ON THE ANTARCTIC

Summary

On the Antarctic the annual course of air temperature shows a considerable spatial differentiation. Over the inland the course of temperature during the year is conditioned by insolation-radiational factors. On the coast the role of circulation factors connected with the advection of air masses from above the ocean or from the interior of the continent. In the paper mean monthly air temperatures from 56 stations making standard meteorological observations and from 38 automatic weather stations (AWS) have been used.

On the Antarctic there types of annual air temperature courses can be distinguished:

Oceanic – characterised by positive air temperatures in the summer season with the highest temperatures in February and by mild temperatures in the winter months (to -10°C). As a result of the ocean influence spring is considerable colder then autumn. The annual amplitudes are small (to $10-15^{\circ}\text{C}$). This type occurs on the western coast of the Antarctic Peninsula and on the subantarctic islands.

Continental – with very low air temperatures. The warmest month is December with temperatures below -30°C in the interior of the continent. In winter the lowest mean monthly temperatures reach -70°C . The temperature frequently increases in the middle of winter; this phenomenon is called kernlose winter. The annual amplitude of air temperature is not high and in the interior its value reaches $30-35^{\circ}\text{C}$. The continental type includes the whole Antarctic except the narrow coastal belt.

Coastal – characterised by air temperature around 0°C in the summer period. The warmest month is January. The lowest temperatures occur in January (-30° do -40°C). The growth of temperature in spring delays the heat uptake for the melting of sea ice. The annual amplitude of the air temperature is quite high and exceeds 20°C .

Due to the influence of circulation factors on the Antarctic the annual course of the air temperature shows a large variability from year to year.